

Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del área de Aulet (Prepirineo meridional, prov. de Huesca)

por M. LAGO SAN JOSÉ
Departamento Petrología Universidad de Zaragoza

A. POCOVÍ JUAN
Departamento Geomorfología y Tectónica Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

Se describen las diversas facies petrográficas y se indica su distribución en dos de las masas ofíticas del afloramiento de materiales triásicos de los alrededores de Aulet (Huesca). Se expresa su composición química que refleja elevada uniformidad y escasa diferenciación, mostrando analogía con los basaltos toleíticos continentales. Se ratifica su edad (Keuper-Lias) por el método óptico de la dispersión de la birrefringencia (Kd) y se adjunta una breve exposición de los fundamentos del método. Finalmente se analiza la fracturación y su comportamiento en relación con las deformaciones que afectan a la cobertera supratriásica.

RESUMÉ

On décrit les divers facies pétrographiques et leur distribution sur deux corps ophiolitiques de l'aflètement de Trias des environs du village d'Aulet (prov. de Huesca). On expose sa composition chimique, laquelle montre une forte uniformité et faible différenciation, ce que manifeste analogie avec les basaltes tholéitiques. On ratifie leur âge (Keuper-Lias) par la méthode optique de la dispersion de la biréfringence (Kd) en ajoutant un bref exposé des principes de cette méthode. En fin, on analyse la fracturation et son comportement par rapport aux déformations affectant la couverture supratriassique.

INTRODUCCIÓN

En los afloramientos de margas versicolores con evaporitas del Triásico superior de la cadena pirenaica, se presentan masas aisladas de calizas y dolomías grises, y de rocas cristalinas básicas denominadas ofitas. El conjunto de estos materiales se ha definido como Fm. Pont de Suert (Mey et al., 1968).

El carácter plástico de este tramo de margas con evaporitas desempeña un papel muy destacado en la tectónica pirenaica, pues ha actuado como nivel de despegue, permitiendo el deslizamiento de la cobertera supratriásica desde la zona axial hacia el exterior. Tal deslizamiento se produce fundamentalmente durante el Eoceno superior y puede alcanzar varias decenas de kilómetros en la parte central de la vertiente meridional (Seguret, 1972). Este mecanismo da origen a los pliegues y cabalgamientos de dirección E-W y vergentes hacia el exterior, que definen la estructura alpina de la cadena pirenaica.

Los afloramientos de materiales del Triásico superior se pueden presentar en núcleos de diapiros que perforan la cobertera cretácica y terciaria, bien desarrollados en las zonas vasco-navarra; pero preferentemente se presentan en franjas E-W, jalonando los frentes de cabalgamiento, en los núcleos de los anticlinales desventrados o en la parte

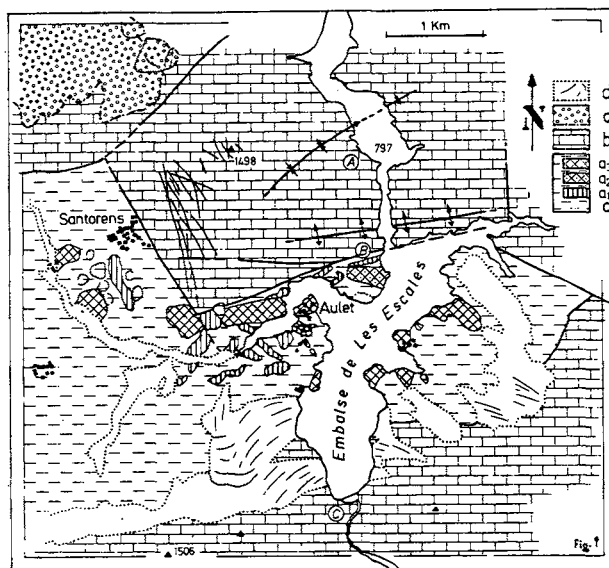


Fig. 1. Esquema geológico del afloramiento de Triásico de los alrededores de Aulet. a) Margas abigarradas con yeso; a₁) Dolomías grises; a₂) ofitas de facies de grano grueso (Rocamora); a₃) ofitas de facies normales; b) Cobertera mesozoica; c) Terciario continental discordante; d) Cubierto.

posterior de las unidades deslizadas. Los movimientos halocinéticos de los materiales evaporíticos dan lugar a que estos afloramientos tengan carácter extrusivo y presenten una disposición desordenada que imposibilita la reconstrucción detallada de la sucesión estratigráfica de los materiales margosos y de las calizas que aparecen en su seno, así como la posible relación de las ofitas con algún horizonte determinado. Excepcionalmente se presentan masas de naturaleza ofítica condicionadas por la estratificación (interestratificadas) en alguna de las masas calcáreas aisladas, pero generalmente aparecen de forma desordenada.

El afloramiento de materiales triásicos de los alrededores del pueblo de Aulet (provincia de Huesca, hoja 213 del mapa 1:50.000) corresponde al núcleo de un pliegue fractura de dirección E-W y vergencia meridional (Rosell, 1965; Mey, 1968) que afecta a la cobertera de la «unidad despegada central» (Seguret, 1972). Este afloramiento contiene nume-

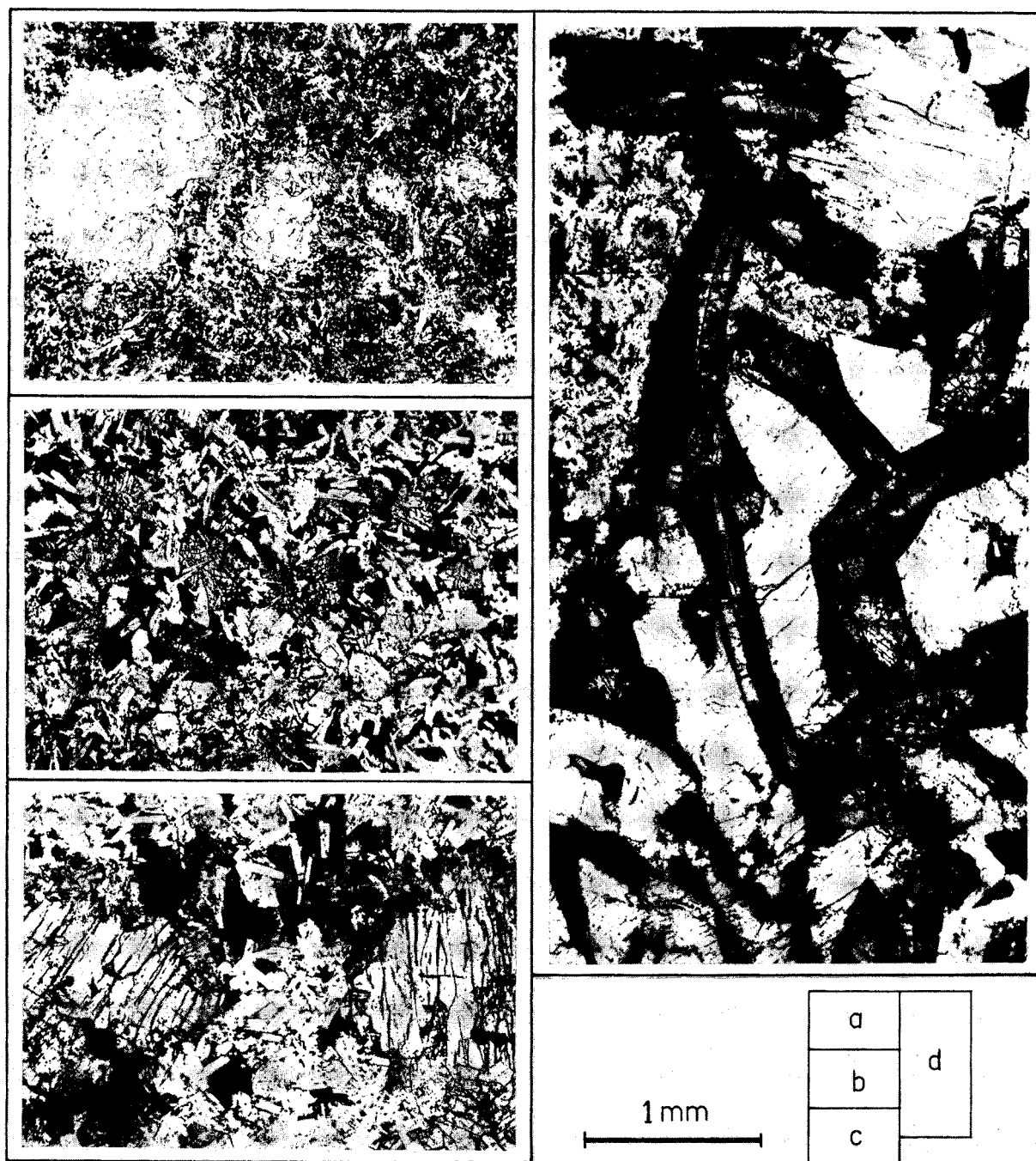


Fig. 2. Características microestructurales de algunas muestras de ofitas (NP): a) Facies microdiabásica subofítica porfídica (F. 2); b) Facies subofítica porfídica (F. 3); c) Facies ofítica (F. 4); en el centro, fenocristales de augita pigeonítica poiquilitizados y rodeados por microlitos de plagioclasa; d) Facies pegmatoide (F. 7).

rosas masas dispersas de rocas ofíticas (fig. 1), dos de las cuales (Aulet y Rocamora) son las que se estudian en este trabajo.

CARÁCTERES PETROGRÁFICOS

Las rocas ofíticas se caracterizan por su coloración verde-grisácea de tonos oscuros, aspecto masivo, asociación constante con los sedimentos del Keuper (Fm. Pont de Suert) y su textura ofítica en la que, macroscópicamente, se puede apreciar una trama de cristales máficos de tamaño y distribución uniformes, sin ninguna orientación preferente, rodeados por componentes félsicos de menor desarrollo.

Las ofitas estudiadas presentan una marcada uniformidad petrográfica y de composición química, pero analizados sus caracteres texturales y asociaciones mineralógicas se han podido establecer hasta siete facies y apreciar la variación gradual de éstas desde las zonas de borde a las centrales.

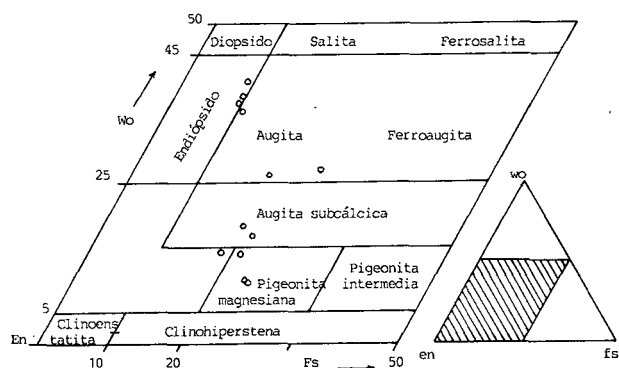


Fig. 3. Proyección de composiciones para clinopiroxenos en un diagrama En-Fs-Wo (Poldervaalt y Hess, 1951).

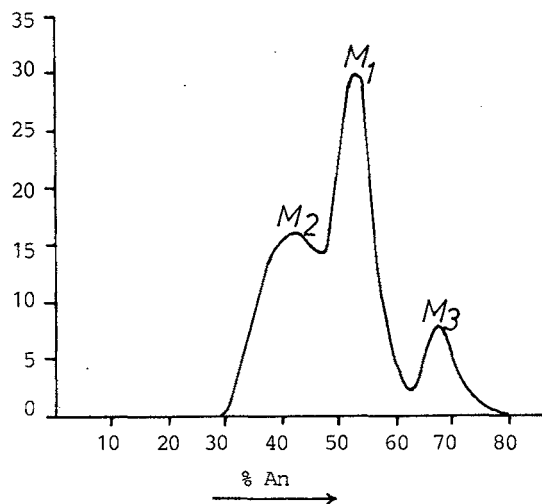


Fig. 4. Diagrama de frecuencia del contenido en An para las plagioclasas.

MASA DE AULET

En este afloramiento se aprecia que sus contactos con los materiales encajantes, correspondientes al Keuper, son de tipo mecánico y están jalonados por una estrecha franja

cataclástica constituida por elementos de ofita y una matriz fina laminada.

Petrográficamente se han distinguido cinco facies: a) *microdiabásica porfídica* (F1), b) *microdiabásica subofítica porfídica* (F2), c) *subofítica porfídica* (F3), d) *ofítica s.s.* (F4) y e) *pegmatóide* (F7). Las tres primeras se limitan a una banda de apenas 3 m de espesor, en la periferia de la masa ofítica (facies de borde). La facies ofítica s.s. constituye la mayor parte del volumen de la masa ofítica (facies central) y la última se encuentra distribuida irregularmente en el seno de la anterior (facies de distribución aleatoria).

Las características más significativas de cada una de estas facies son:

a) *Facies microdiabásica porfídica* (F.1), caracterizada por una pasta constituida de microlitos plagioclásicos, en su mayor parte filiformes, con diámetro promedio en 0,1 mm, en la que se alojan cristales aislados de augita muy poco o nada poiquiliticos y otros de olivino pseudomorfizados por minerales del grupo de la clorita. Son también significativos los minerales cloríticos de composición correspondientes al término clinocloro y numerosos opacos.

b) *Facies microdiabásica subofítica porfídica* (F.2), su paragénesis es similar a la anterior con distintas proporciones modales y grado de diferenciación de los minerales. Los cristales de augita presentan dos tipos de desarrollo, con 0,57 y 0,30 mm de diámetro promedio y un cierto grado poiquiloblástico con las plagioclasas de tamaño bastante uniforme, próximo a 0,1 mm. Como consecuencia de su mayor frecuencia y diámetro, los cristales de augita llegan a tocarse determinando el carácter subofítico (fig. 2a).

c) *Facies subofítica porfídica* (F.3), en relación con la facies anterior presenta un creciente desarrollo de los cristales de augita con diámetro promedio de 0,78 mm y la presencia de pigeonita en la periferia de la augita. Los cristales de plagioclasea son más básicos con valor promedio en An_{40} , a la vez que alcanzan un mayor idiomorfismo y desarrollo prismático que contrasta con el filiforme característico de los presentes en las facies anteriores. Un rasgo típico de esta facies lo constituye su notable empaquetamiento que es resultado del desarrollo y adecuada distribución de los cristales augíticos los cuales están generalmente en contacto mutuo. El carácter poiquilitico es acentuado y muestra uniforme desarrollo en toda la roca (Fig. 2b). Finalmente, los opacos presentan una mayor individualización conservando una distribución bastante uniforme.

Consideradas estas facies en conjunto, se observa que al alejarse de las zonas próximas a los bordes hacia otras más internas del afloramiento las plagioclasas aumentan su basicidad y, al igual que los olivinos, adquieren un mayor desarrollo dimensional y morfológico; los cristales de augita son más frecuentes y más desarrollados englobando poiquiliticamente a los anteriores. Dado que la evolución de las propiedades indicadas entre las zonas de borde y las centrales ha sido observada en numerosos afloramientos ofíticos de los Pirineos (Lago, 1980), puede deducirse que se trata de un fenómeno de zonación generalizable a estas rocas.

d) *Facies ofítica s.s.* (F.4). Esta facies tiene textura hipidiomorfa de grano fino a medio y está constituida por cristales bien desarrollados de augita entre los cuales y dentro de ellos (poiquilitización) se desarrollan microcristales de plagioclasea, ambos grupos de minerales presentan una distribución muy homogénea en la roca. Es característico el aspecto porfídico determinado por los grandes cristales de augita magnesiana y augita pigeonítica con valores promedios comprendidos entre 1,17 y 1,41 mm que contrastan con

los correspondientes valores de 0,14 a 0,16 mm para los macrocristales de plagioclasa (Fig. 2c).

La paragénesis mineral de esta facies está compuesta por la augita magnesiana y augita pigeonita (34-48 %), el olivino (2,1-2,8 %), la plagioclasa (39,0-46,0 %) y los opacos (2,5-3,5 %) fundamentalmente; los restantes minerales tales como anfíbol (hornblenda, actinolita), clorita, cuarzo, epidota (pistacita, clinozoisita, zoisita), biotita, carbonatos, apatito, rutilo, minerales talco-arcillosos y prehníticos, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita, hematites, goethita y covellina, se intercalan en la trama constituida por los anteriores.

Esta paragénesis puede haber experimentado posteriores modificaciones según es puesto de manifiesto por la presencia, y variable grado de desarrollo, de determinadas transformaciones, como son las de cloritización, uralitización, sericitización, saussuritización y epidotización, así como por otras que afectan a los componentes opacos.

Respecto a los componentes fundamentales de estas rocas, las características más destacables son:

El *clinopiroxeno* responde en su mayor parte a la composición de augita magnesiana-endiópsido según se ha obtenido por determinaciones ópticas ($2V_z:53^\circ$ y $ZAC:40^\circ$) y los análisis efectuados por microsonda con valor promedio (4 análisis) en $En_{52,22}Fs_{10,12}Wo_{37,65}$. Con frecuente asociación a este material se ha observado la pigeonita cuya composición determinada por métodos ópticos, es $2V_z$ oscilando entre 5° y 10° y los obtenidos por microscopía electrónica provista de analizador Edax (2 análisis) es $En_{65,66}Fs_{22,16}Wo_{12,15}$. También, con igual metodología, se ha podido establecer la composición promedio de la augita subcálcica con valores promedios (2 análisis) en $En_{61,45}Fs_{20,38}Wo_{18,15}$ y la de augita férrica de composición promedio (2 análisis) en $En_{50,82}Fs_{22,34}Wo_{26,82}$. En la fig. 3 se muestra la proyección de las citadas composicionales expresadas en el diagrama En-Fs-Wo (Poldervaalt y Hess, 1951).

Las *plagioclasas* presentan como leyes de macla más abundantes las de albita polisintética, seguida de albita-Carlsbad y menos frecuentes las de periclina y Baveno. Presentan zonación frecuente, las variaciones en basicidad pueden oscilar desde An_{57} en el centro hasta An_{40} en los bordes del cristal. Respecto a sus composiciones se han obtenido (Rittmann, 1929; Chudoba, 1933 y Tinao, 1975) tres máximos principales (fig. 4) que corresponden, por orden de frecuencia decreciente, a los intervalos $An_{50}-An_{60}$, $An_{30}-An_{50}$ y $An_{55}-An_{80}$. Aplicando el método de Rittmann y El Hinnawi (1961) se ha obtenido que estas plagioclasas son de baja temperatura.

Los *olivinos* se presentan generalmente constituyendo agrupaciones de 2 a 5 individuos, localizados en la periferia de los cristales de augita y/o augita pigeonita aunque también se observan como cristales aislados e incluidos en los de augita o bien dispersos en la trama de la roca. Su generalizada transformación a términos cloríticos ha impedido obtener su composición, los análisis puntuales efectuados por microsonda han dado composiciones correspondientes a cloritas con variable contenido en agua y mediante análisis difractométricos se ha determinado una composición correspondiente al término clinocloro.

e) *Facies pegmatoides* (F.7), (Fig. 2d) acostumbran a presentar una composición modal bastante semejante a la descrita anteriormente aunque está ausente la pigeonita y el olivino, la plagioclasa presenta composiciones más ácidas con promedio en An_{28} y rango de variación en $An_{22}-An_{36}$, tiene una mayor abundancia en cuarzo y la ilmenita alcanza un considerable desarrollo predominando sobre la magnetita.

En cuanto a la textura, las particularidades más destacables son los crecimientos arqueados de los fenocristales de augita (variablemente uralitizados) y plagioclasa, el desarrollo de mirmequitas, simplectitas y otras estructuras gráficas, el espectacular desarrollo de cristales esqueléticos de ilmenita y por último, el tamaño alcanzado por los cristales de apatito.

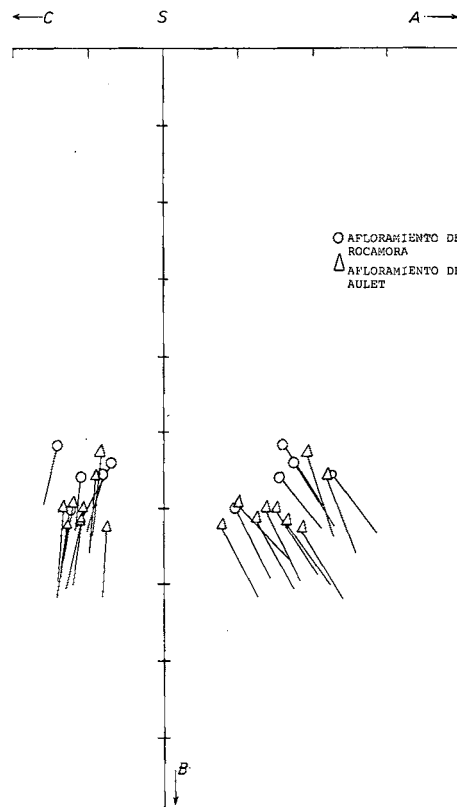


Fig. 5. Diagrama mostrando las características fundamentales de Zavaritsky.

MASA DE ROCAMORA

Las características de este afloramiento no permiten estudiar las facies de los bordes antes citadas pero sí las facies ofíticas s.s., pegmatoides y dos nuevas facies que denominamos f) *diorítica* y g) *gabroica*, presentando ambas el carácter ofítico porfidico. Estas dos últimas facies son fácilmente identificables macroscópicamente y diferenciables de la ofítica s.s. de grano grueso.

f) La *facies diorítica* (F.5) es bien reconocible a simple vista por su aspecto moteado correspondiente a cristales de máficos (con composición de hornblenda y de augita transformada en hornblenda) que están rodeados por componentes félsicos principalmente de plagioclasa (con composición promedio en el intervalo de $An_{22}-An_{24}$). Esta facies presenta un elevado contenido en epidotas (16,0-16,5 %) lo que es fácilmente reconocible por sus coloraciones verdoso-amariillentas.

g) La *facies gabroica* (F.6) macroscópicamente presenta tonos más oscuros, aspecto más denso y mayor desarrollo de sus cristales que la ofítica típica. Al microscopio se ha observado que, con respecto a la facies diorítica, esta presenta un predominio más intenso de los fenocristales de clinopiroxeno con inferior desarrollo de uralitización, un

notable descenso en minerales epidóticos (1,5-1,9 %) y una mayor basicidad en las plagioclasas con promedio en el intervalo $An_{38}-An_{40}$.

Tanto las características de la facies pegmatóide como las de facies ofítica s.s. no difieren esencialmente de las ya descritas para la masa de Aulet.

Secuencia de cristalización de los minerales

En las facies de borde, representativas de las paragénesis iniciales, se observa una primera cristalización de plagioclasa, olivino y piroxeno de composición augita-endiósido. Esta asociación es característica de las facies microdiabásica porfídica y microdiabásica subofítica porfídica. Hacia las zonas más internas del afloramiento, propias de las facies subofítica porfídica, se observa la presencia de unos cristales de pigeonita principalmente asociados a la periferia de la augita-endiósido; la composición de la plagioclasa corresponde a composiciones de $An_{60}-An_{33}$. Los primeros minerales en formarse son los de plagioclasa y olivino con posterior desarrollo de los piroxenos que engloban a buena parte de los anteriores.

Para las facies centrales, correspondientes a las facies ofítica s.s., las plagioclasas comienzan a formarse con una composición de $An_{80}-An_{63}$, a la vez que cristaliza el olivino y seguidamente el piroxeno para una composición de augita magnesiánica-endiósido; éste último mineral engloba poiquilíticamente a la mayor parte de los anteriores. Como resultado de la cristalización del olivino y piroxeno, la fracción residual se empobrece en Mg y enriquece en sílice, pudiendo originarse la reacción del olivino con aquella para formar pigeonita. Las plagioclasas experimentan un crecimiento generalizado con una composición de $An_{60}-An_{50}$, éstos cristales son englobados por los de augita-endiósido y los de augita más férrica y menos cálcica. Finalmente, la fracción residual aumenta su contenido en sílice, álcalis, componentes férricos, presión de H_2O y volátiles, pudiendo desarrollarse los minerales interprecipitados siguientes: anfíboles, cloritas, cuarzo, micas y los restantes opacos (ilmenita).

Las facies gabroica y la diorítica presentan aspectos con estrecha analogía composicional respecto a la facies ofítica s.s. y otros que consideramos son representativos del desarrollo de procesos secundarios. Así, el olivino se presenta pseudomorfizado por otras fases de composición análoga a las de clorita-serpentina; las augitas experimentan, a causa de menores temperaturas y con presiones de agua más altas, un proceso de uralitización. Las plagioclasas también están afectadas por algunas transformaciones principalmente las de saussuritización, sericitización y escapolitización, entre otras. Por consiguiente deducimos que las condiciones de formación experimentadas para estas facies responden a una etapa más tardía y con mayor diferenciación que para las de la facies ofítica s.s.

Las facies pegmatoides corresponderían a unas condiciones algo más evolucionadas para la fracción residual según es puesto de manifiesto por la ausencia de olivino y pigeonita, así como por la cristalización de plagioclasas menos cálcicas y por un mayor contenido en anfíboles, cloritas, feldespato y cuarzo.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Se han analizado 14 muestras representativas de las

principales facies petrográficas descritas en las dos masas estudiadas (Tabla 1). En las muestras correspondientes a la masa de Aulet está reflejada la transición de facies desde las zonas periféricas hasta el centro de la masa; en la masa de Rocamora esto no ha sido posible por no observarse la zona de borde.

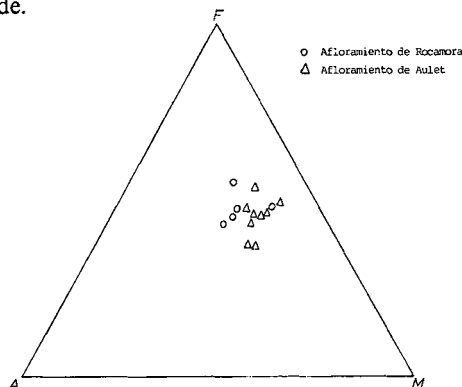


Fig. 6. Diagrama de variación AFM para las ofitas.

Con el fin de proceder a una caracterización de la composición química sobre las muestras de estos afloramientos y para efectuar comparaciones con otras masas ofíticas se ha efectuado un estudio de correlación estadística (Lago, 1980). Como resultado de este estudio se ha obtenido un valor promedio de 0,9950 utilizando el coeficiente de correlación de Imbrie y de 0,9934 con el de Pearson. Estos resultados expresan la elevada uniformidad de composición química de las ofitas consideradas en conjunto.

Por otra parte, los resultados alcanzados por aplicación de diversas relaciones paramétricas como son la norma CIPW, las características de Zavaritsky (Zavaritsky, 1954; Zavaritsky y Sobolev, 1964); relación a/Q de Cubas (1978); diagrama AFM (Wager y Deer, 1939); índices de diferenciación, ID, (Thorton y Tuttle, 1960); índice de solidificación, IS, (Yamasaki y Brouse, 1963); índice de peralcalinidad, IP, (Goldschmidt, 1930; Gerasimovsky, 1941; Polanski, 1949; Zoblin, 1959; Ginsburg y Portnov, 1966, y Semenov, 1967) y del comportamiento de los álcalis Na_2O/K_2O ; expuestos en la Tabla I, expresan que el quimismo de estas rocas resulta definido por los atributos de elevada uniformidad y bajo carácter de diferenciación.

La elevada uniformidad obtenida por aplicación de las relaciones paramétricas de Zavaritsky (fig. 5) permite alcanzar la conclusión de que todas las muestras se sitúan en un mismo dominio, caracterizado por un bajo contenido en sílice, valores normales en álcalis y alúmina, y un enriquecimiento elevado en ferromagnesianos. Similares resultados se obtienen por la aplicación del diagrama AFM (fig. 6) observándose que todas las muestras se sitúan en un mismo cuerpo sin mostrar tendencia a una posible variación.

El bajo carácter de diferenciación obtenido para estas rocas es puesto de manifiesto por los valores promedios del Índice de diferenciación, $ID=31,56$; del Índice de solidificación, $IS=34,85$, y del Índice de peralcalinidad, $IP=0,42$; estos resultados presentan analogía con la composición de rocas básicas poco diferenciadas (gabros).

El estudio de la distribución de los óxidos (fig. 7) ha permitido comprobar que estas rocas constituyen un único conjunto en sucesión continua, sin bruscos saltos composicionales, e integrado cada óxido en un intervalo de variación muy reducido, lo cual sugiere para estas rocas la ausencia de una cristalización fraccionada.

ANÁLISIS QUÍMICOS

	E064B	E065B	E066B	E067B	E068C	E069C	E070C	E071C	E072C	E073C	E074P	E075C	E076P	E077C
SiO ₂	52'60	49'25	50'75	50'00	49'00	50'40	47'75	52'60	52'00	52'10	51'05	49'95	54'35	50'45
Al ₂ O ₃	13'65	14'89	13'13	13'13	15'13	13'94	14'41	13'13	12'87	13'13	14'18	14'65	12'10	16'32
Fe ₂ O ₃	4'89	5'32	4'15	3'63	4'50	4'48	3'14	2'56	2'76	3'56	3'20	3'69	3'33	3'45
FeO	3'45	3'52	6'38	6'85	5'66	5'63	7'47	7'81	7'68	6'83	8'54	6'20	6'76	6'01
MnO	0'09	0'13	0'12	0'14	0'18	0'15	0'20	0'19	0'13	0'09	0'15	0'16	0'11	0'12
MgO	8'65	8'42	8'27	8'46	8'22	7'65	7'27	6'35	8'65	8'27	5'56	6'31	6'73	5'93
CaO	7'22	8'29	10'97	10'43	11'24	11'50	11'77	13'38	11'77	10'97	10'97	10'17	8'83	11'24
Na ₂ O	4'04	4'58	2'37	4'15	2'91	3'07	3'29	2'00	1'62	1'94	3'24	4'04	2'64	2'91
K ₂ O	0'63	0'58	0'82	0'38	0'34	0'67	0'72	0'58	0'34	0'43	0'48	1'78	2'26	1'01
TiO ₂	1'01	0'91	1'00	1'02	0'98	0'90	1'04	0'97	1'01	1'02	1'23	1'06	1'10	1'02
P ₂ O ₅	0'07	0'21	0'06	0'02	0'02	0'12	0'14	0'06	0'09	0'15	0'33	0'05	0'02	0'05
H ₂ O	3'62	3'87	1'87	1'72	1'77	1'46	2'81	0'24	1'01	1'46	1'02	1'88	1'65	1'41
	99'92	99'97	99'91	99'93	99'95	99'97	100'01	99'87	99'93	99'95	99'94	99'94	99'88	99'92

NORMA C.I.P.W.

	E064B	E065B	E066B	E067B	E068C	E069C	E070C	E071C	E072C	E073C	E074P	E075C	E076P	E077C
Ap	0'16	0'49	0'14	0'05	0'05	0'28	0'32	0'14	0'21	0'35	0'76	0'12	0'05	0'12
Ilm	1'92	1'73	1'90	1'94	1'86	1'71	1'98	1'84	1'92	1'94	2'34	2'01	2'09	1'94
Or	3'72	3'43	4'85	2'25	2'01	3'96	4'26	3'43	2'01	2'54	2'84	10'52	13'36	5'97
Ne	0'00	1'10	0'00	2'62	0'00	0'00	4'35	0'00	0'00	0'00	0'00	6'10	0'00	0'00
Mt	7'09	7'71	6'02	5'26	6'52	6'50	4'55	3'71	4'00	5'16	4'64	5'35	4'83	5'00
Hm	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00
An	17'26	18'37	22'77	16'08	27'23	22'28	22'43	25'14	26'85	25'85	22'74	16'59	14'50	28'49
C	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00
Di	14'15	16'72	25'05	28'57	22'65	27'14	28'43	33'39	25'04	22'19	24'27	27'05	23'60	21'76
Wo	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00
Oliv	0'00	9'84	0'00	11'16	4'61	2'18	10'22	0'00	0'00	0'00	0'00	6'90	0'00	0'97
Hy	15'75	0'00	15'46	0'00	8'63	8'49	0'00	10'45	19'82	18'00	13'19	0'00	13'39	9'64
Ab	34'19	36'72	20'06	30'29	24'62	25'98	21'66	16'92	13'71	16'42	27'42	22'92	22'34	24'62
Q	2'07	0'00	1'79	0'00	0'00	0'00	0'00	4'60	5'37	6'04	0'74	0'00	4'08	0'00
Feng	0'03	0'03	0'20	0'23	0'17	0'18	0'29	0'35	0'27	0'23	0'38	0'25	0'27	0'26

VALORES PARAMÉTRICOS

	E064B	E065B	E066B	E067B	E068B	E069C	E070C	E071C	E072C	E073C	E074P	E075P	E076P	E077C
I.D.	39'98	41'25	26'70	35'16	26'63	29'94	30'27	24'95	21'09	25'00	31'00	39'54	39'78	30'59
I.S.	39'93	37'55	37'60	36'04	37'95	35'58	33'21	32'90	41'09	39'32	26'45	28'65	30'98	30'70
I.P.	0'54	0'54	0'36	0'55	0'34	0'41	0'43	0'30	0'23	0'28	0'41	0'58	0'56	0'36
Na ₂ O/K ₂ O	6'41	7'89	2'89	10'92	8'55	4'58	4'56	3'44	4'76	4'51	6'75	2'26	1'16	2'88
a	9'70	10'90	6'30	9'30	6'90	7'60	8'30	5'10	4'00	4'80	7'80	11'30	8'80	8'00
b	26'40	27'90	30'90	31'50	30'20	30'20	31'10	29'90	31'30	30'10	28'80	27'80	27'10	25'90
c	4'20	4'50	5'50	3'80	6'70	5'40	5'50	6'00	6'40	6'20	5'50	4'00	3'40	7'10
s	59'80	56'70	57'40	55'40	56'30	56'90	55'10	59'00	58'30	58'90	58'70	56'90	60'70	59'00
f'	28'20	28'80	30'90	29'70	31'00	30'30	32'10	31'90	30'40	31'40	39'00	32'60	33'50	34'40
m'	54'80	51'20	44'50	43'60	45'90	42'00	39'60	35'10	45'50	45'70	33'40	37'90	40'80	39'40
c'	17'00	20'00	24'70	26'70	23'10	27'70	28'40	33'00	24'10	22'90	27'60	29'50	25'70	26'20
Q	-4'00	-12'90	-3'30	-11'60	-7'90	-6'80	-11'80	1'80	2'30	2'00	-3'80	-12'90	0'30	-5'00
A	22'06	23'57	14'79	19'60	15'34	17'77	18'59	13'55	9'43	11'46	17'97	26'88	22'91	20'67
F	37'09	37'96	46'88	43'78	45'85	45'90	47'72	53'11	48'93	48'54	55'17	43'98	45'62	48'06
M	40'86	38'47	38'33	36'61	38'81	36'34	33'69	33'34	41'64	40'00	26'86	29'14	31'47	31'27

Tabla 1. Composición química de las ofitas del área de Aulet. *Masa de Aulet*. E064B (facies F1, zona borde), E065B (facies F1, zona borde), E066B (facies F3, zona borde), E067B (facies F3, zona borde), E068C (facies F4, zona central), E069C (facies F4, zona central), E070C (facies F4, zona central), E071C (facies F4, zona central), E072C (facies F4, zona central). *Masa de Rocamora*. E073C (facies F6, zona central), E074P (facies F7, zona central), E075C (facies F5, zona central), E076P (facies F7, zona central), E077C (facies F6, zona central).
Analista: M. L. Vallejo.

Para el caso de la masa de Aulet, el estudio de la variación de la composición química de las zonas de borde hacia las centrales (fig. 8) permite observar la ausencia de comportamientos crecientes o decrecientes para la mayor parte de los óxidos considerados; no obstante, se aprecia un ligero aumento en CaO y FeO, y un descenso en MgO, Fe₂O₃ y H₂O. Estas variaciones se interpretan como indicadoras de procesos de oxidación e hidratación y pueden guardar relación con determinadas transformaciones petrológicas observadas en las zonas periféricas de los afloramientos (ej. cloritización, anfibolitización, albitización, e incremento de componentes férricos variablemente hidrolizados, etc.)

En resumen, la elevada uniformidad y escasa diferenciación obtenida sugiere la hipótesis de que estas rocas, en el ámbito prepirenaico, están estrechamente relacionadas, tanto por lo que respecta a su composición inicial —muy similar a la que se ha dado como característica de los basaltos toleíticos continentales— como a los procesos genéticos y formativos, a los que podríamos añadir su casi perfecta coetaneidad.

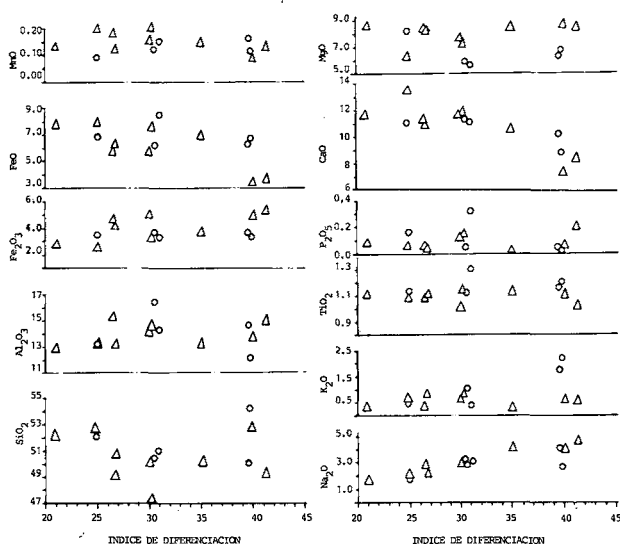


Fig. 7. Diagrama de variación: índice de diferenciación/óxidos. (O: Rocamora, Δ: Aulet).

EDAD

Desde antiguo se atribuye la edad Trias superior a las ofitas pirenaicas dado que los contactos intrusivos de estas rocas nunca afectan a materiales más recientes que el Lias inferior. San Miguel de la Cámara (1936) y Mey (1968) aceptan dicha edad para las masas ofíticas del área estudiada. Las muestras de Aulet y Rocamora estudiadas por el método de geocronología óptica corroboran dicha edad. Este método se basa en el cálculo del coeficiente de dispersión de birrefringencia o Kd en plagioclasas. Fue expuesto por Kuznetsov (1964) y Chibukchjam (1963) para rocas ígneas, posteriormente perfeccionado y aplicado con éxito por Piboule y Vachette (1965), Guimaraes (1966), Tinao (1975, 1978) etc.

El coeficiente de dispersión de la birrefringencia (Kd) se expresa por la razón de las diferencias de fases Pa (con luz azul, λ_a) y Pr (con luz roja λ_r) que resultan al atravesar una sección mineral en lámina delgada según la expresión:

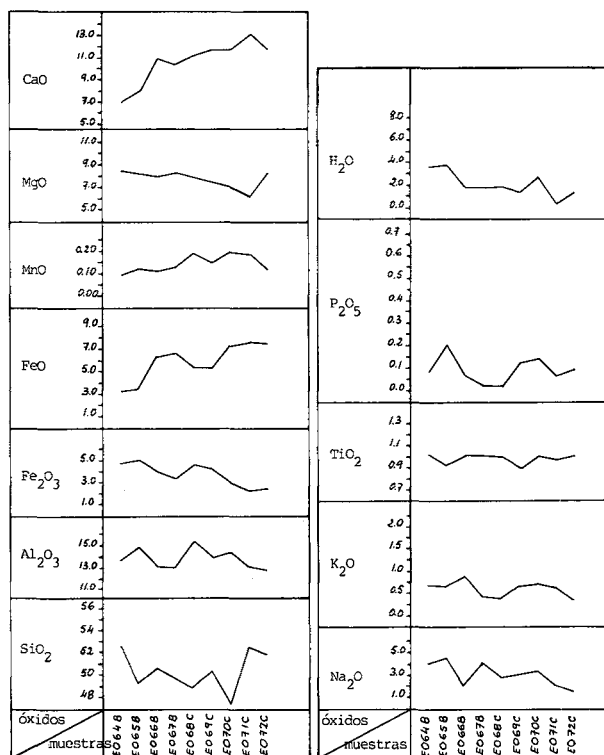


Fig. 8. Diagrama mostrando la variación de composición química desde el borde al centro para la masa de Aulet.

$$Kd = \frac{Pa}{Pr} = \frac{Ra}{Rr} \cdot \frac{\lambda_r}{\lambda_a}$$

Siendo λ_a y λ_r las longitudes de onda usando filtros de 440 y 660 nm (±15) y Ra, Rr los retardos medidos a estas longitudes de onda. Los retardos se miden con un compensador rotativo de cuarzo tipo Ehringhaus y se tabulan para la obtención del coeficiente Kd. La relación entre el coeficiente de dispersión (Kd) y el tiempo absoluto (T) es una función lineal: Kd = a + bT, cuyas constantes a y b se han obtenido por dataciones radiométricas (K/Ar y Rb/Sr). Determinada esta relación, a partir del coeficiente de Kd se puede obtener un valor de edad absoluta (fig. 9).

En este trabajo se exponen los resultados obtenidos sobre 8 muestras de las masas de Aulet y Rocamora siguiendo la metodología expuesta por Tinao (1979) y utilizando el equipo instrumental desarrollado por él mismo en el Dep. de Petrología y Geoquímica del Instituto «Lucas Mallada» (C. S. I. C.).

Los coeficientes de Kd obtenidos son muy similares para ambas masas variando entre 153,0 y 154,8 (fig. 10). El valor promedio para la masa de Aulet es de 154,38 ± 0,043 (11 medidas), que corresponde a 180 ± 10 MA, es decir Keuper-Lias inferior y para la masa de la Ermita de Rocamora el valor promedio es 153,83 ± 0,0735 (22 medidas) equivalente a 170 ± 10 MA y correspondiente a edad Lias. Por consiguiente su edad puede situarse en el límite Trias superior-Lias. En la masa de Rocamora los valores de Kd inferiores al valor promedio, a los que corresponde edad cretácica, sugieren la posible reactivación posterior de las ofitas.

Los datos expuestos presentan notable correspondencia con los de Walgenwitz (1976) y Castellarin (1978) obtenidos por el método de K/Ar sobre rocas ofíticas de Navarra y Lérida. Las observaciones de campo, como se ha dicho antes, están de acuerdo con esta edad.

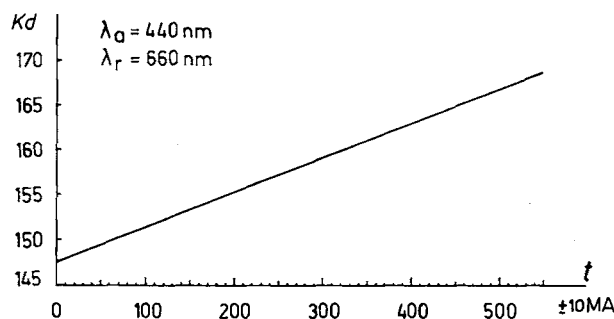


Fig. 9. Relación entre los valores de K_d y tiempo (M. A.), según Tinao (1978).

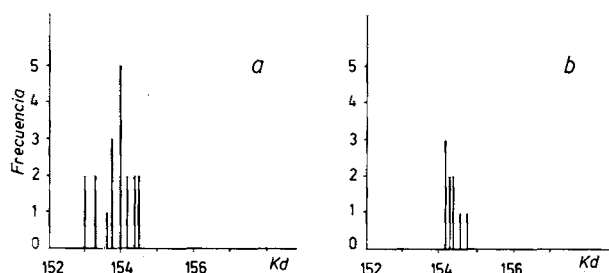


Fig. 10. Diagramas de frecuencia de coeficientes de K_d para muestras de las masas ofíticas de: a) Rocamora y b) Aulet.

OBSERVACIONES ESTRUCTURALES DE LA MASA OFÍTICA DE AULET

El aspecto estructural más destacado de los afloramientos de rocas ofíticas es la presencia de diaclasas que facilita la meteorización, dando lugar a los característicos «bolos» por sucesivas descamaciones de los elementos unitarios.

El retículo de diaclasas puede ser muy irregular, pero a menudo es ordenado y se compone de tres familias de planos subortogonales que determinan elementos unitarios paralelepípedicos de distinto tamaño, proporciones y orientación, según sea la frecuencia y orientación en las diaclasas.

La masa de Aulet, que es la más extensa del conjunto y tiene abundantes afloramientos de roca inalterada, ha permitido estudiar la disposición de las superficies de discontinuidades y estructuras relacionadas con ellas. A partir de estas observaciones se pueden hacer algunas consideraciones en torno al comportamiento de las ofitas desde su emplazamiento hasta la posición actual.

Disposición de las superficies de discontinuidad

Se han estudiado ocho estaciones de medida, distribuidas según las posibilidades del afloramiento (fig. 11d). Los estereogramas obtenidos (fig. 11a) expresan la existencia de tres concentraciones subortogonales de polos de discontinuidades en cada uno de ellos, pero la orientación de estos máximos puede variar de una estación a otra.

El conjunto de los 540 polos de las ocho estaciones (fig. 11b) presenta un máximo correspondiente a $084^\circ, 66^\circ \text{ N}$ y el resto de polos se sitúa en torno a una ciclográfica que corresponde al plano citado.

Las discontinuidades con mineralización (filoncillos, juntas de extensión), acumuladas en un sólo diagrama (fig. 11c), presentan un máximo muy destacado que corresponde a

$174^\circ, 90^\circ$. Puede decirse que coincide rigurosamente con la parte de ciclográfica de la fig. 11b que corresponde a planos verticales o próximos a la vertical.

No se ha apreciado ninguna orientación preferente o anisotropía en la textura ofítica, con la que se pueda relacionar la disposición de las superficies de discontinuidad, al ejemplo de los diagramas de Cloos (Price, 1966; Hills, 1977). En cambio parece clara su relación con la geometría de la masa ofítica (fig. 12). Distinguimos una familia longitudinal (l), paralela a los contactos de dirección E-W, y el resto de las discontinuidades dispuestas perpendicularmente a las primeras pueden pertenecer a dos familias: radiales (r) y concéntricas (c), dispuestas en torno a un centro que suponemos situado por debajo de la superficie topográfica. Unas son perpendiculares y otras, paralelas a los contactos de los extremos de la masa ofítica. La primera familia (l) de orientación más constante y mayor extensión, se puede considerar principal y las otras dos, subordinadas. La falta de regularidad en la distribución de los polos de discontinuidades r y c sobre la ciclográfica E-W de la fig. 11b (máximo muy marcado, correspondiente a planos verticales) se justifica por la disposición de la franja del afloramiento en relación con la masa total de la ofita.

Indicadores de movimiento

Los indicadores de movimiento sobre estas discontinuidades son escasos y a menudo es difícil determinar su sentido de desplazamiento. No obstante se han podido medir 59 superficies de fractura en las que se aprecian estrias sobre una débil película cataclástica (fig. 13a). Estas fracturas corresponden casi exclusivamente a las discontinuidades que hemos llamado r y c. Representados los polos de plano de movimiento «M» (plano perpendicular a la fractura, conteniendo la dirección de la estria, según método de Arthaud, 1969), se aprecia una acumulación en torno a la dirección $20^\circ, 356^\circ$, y se insinúa una ciclográfica casi N-S que debe contener dos de las direcciones principales de la deformación (fig. 13b). Atendiendo al sentido de desplazamiento de las estrias, se puede situar la dirección intermedia (eje Y) sobre el máximo $20^\circ, 356^\circ$ y a 90° de éste ($66^\circ, 144^\circ$) se situaría la dirección de acortamiento, con lo que perpendicularmente a ambos ($12^\circ, 262^\circ$) se situaría la dirección de extensión (eje X). Esta última, naturalmente, coincide con bastante exactitud con el máximo de polos de juntas de extensión y filoncillos (fig. 11c).

Observaciones estructurales en los materiales de la cobertera mesozoica que rodea el afloramiento de Aulet

Antes de interpretar el significado de las estructuras observadas en las rocas ofíticas, expondremos algunas observaciones realizadas en los materiales de la cobertera.

La cartografía expresa que además de los pliegues de dirección E-W y vergencia S, generalizados en el dominio prepirenaico, existen pliegues de eje NE-SW que interfieren con aquellos. El estudio de la fracturación de las calizas cretácicas en varias estaciones próximas al afloramiento de Triásico de Aulet (fig. 14 y 15) refleja estas complicaciones: representados los planos de movimiento («M») de todas las fracturas con estrias (fig. 15a), obtenemos un estereograma en el que se define claramente una ciclográfica orientada aproximadamente E-W, que debe contener dos de los ejes

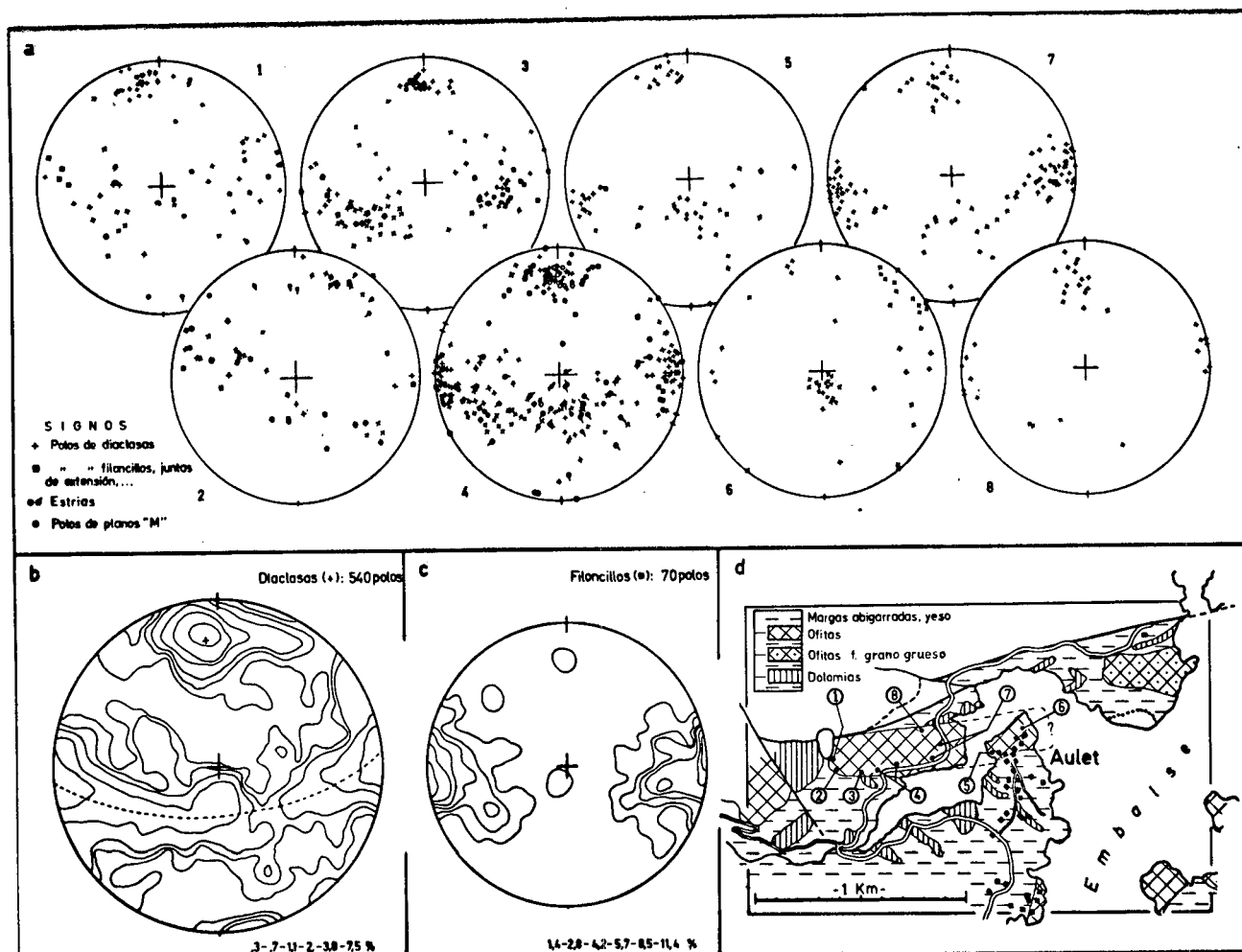


Fig. 11. Disposición de las discontinuidades estructurales de la masa ofítica de Aulet, a) estereogramas de las 8 estaciones estudiadas; b) estereograma de los polos de diaclasas; c) estereograma de los polos de filoncillos y juntas de extensión; d) esquema de situación.

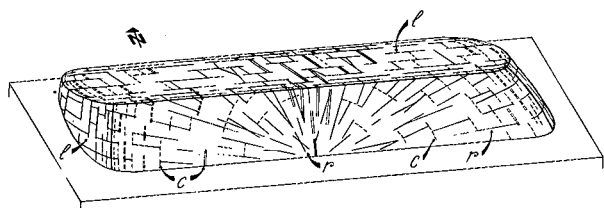


Fig. 12. Bloque diagrama esquemático de la disposición de las discontinuidades de la masa ofítica de Aulet: l) longitudinales; r) radiales; c) concéntricas.

principales de la deformación. El movimiento indicado por las estrias, igual que la orientación de los pliegues mayores, indican que la dirección de acortamiento (eje Z) tiene dirección N-S subhorizontal, mientras que la extensión (eje X) es próxima a E-W y la intermedia (eje Y) es subvertical. En el mismo estereograma (fig. 15a) se observa una considerable dispersión de polos «M» y también se aprecia que tiende a insinuarse una ciclográfica NW-SE. La ciclográfica NW-SE aparece muy destacada en la figura 15b, donde los polos representados se han girado en un ángulo correspondiente al abatimiento de los estratos, y se han excluido los datos de la estación más próxima al contacto con el material triásico (estación B). Este estereograma expresa orientación NW-SE para la dirección de acortamiento (recuérdese que

hay pliegues de escala cartográfica —fig. 1— con el eje perpendicular a esta dirección). La dirección de extensión es NE-SW, coincidiendo con los polos de las juntas de extensión (fig. 16) y la intermedia es vertical.

En las superficies que presentan dos direcciones de estrias superpuestas, a menudo se puede apreciar la cronología relativa; en estos casos se aprecia que los polos «M» construidos por las estrias primitivas corresponden a la ciclográfica NW-SE, por lo que entendemos que los pliegues

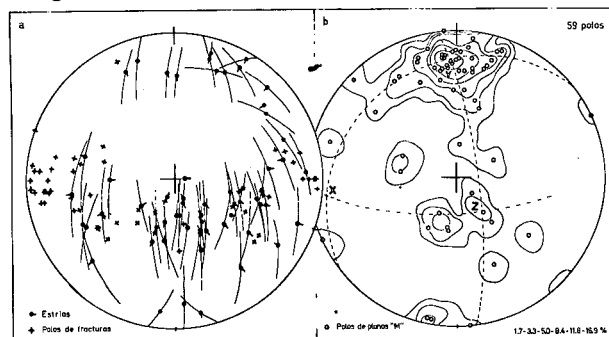


Fig. 13. Indicadores de movimiento en las fracturas de la masa de Aulet.

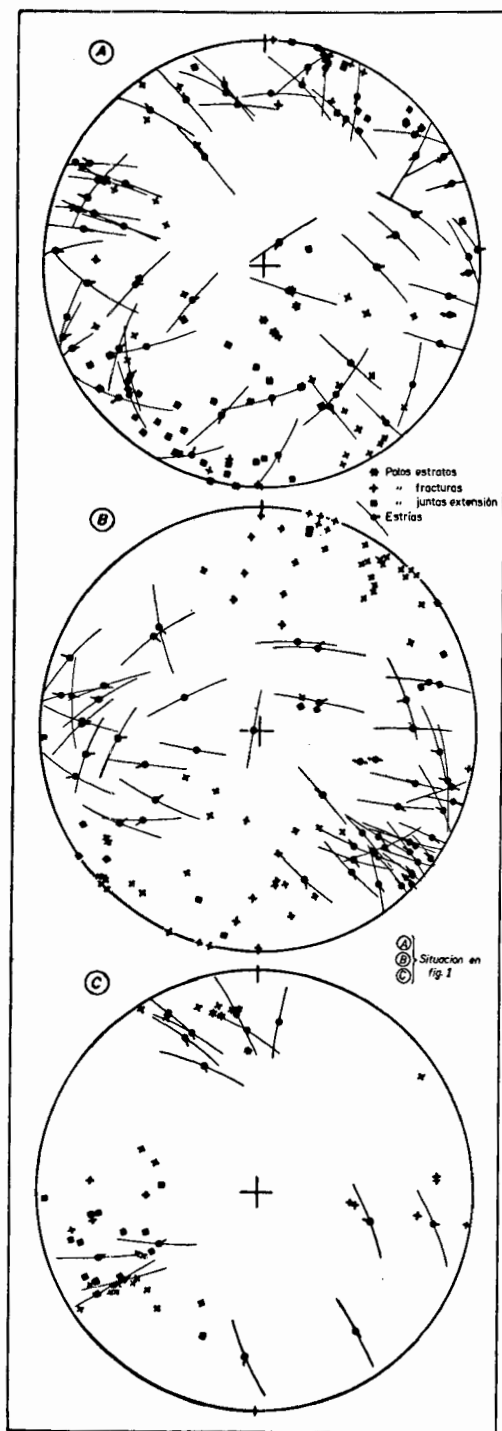


Fig. 14. Indicadores de movimiento en las calizas de la cobertera.

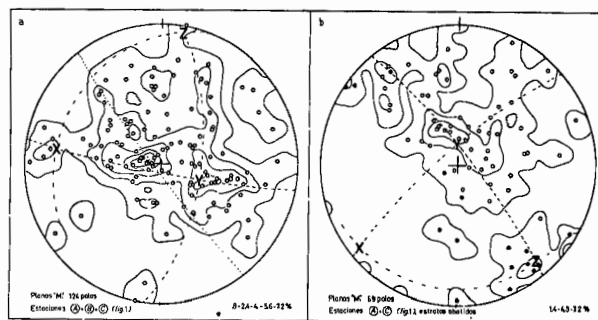


Fig. 15. Direcciones principales de la deformación en las calizas de la cobertera.

de eje NE-SW corresponden a una deformación precoz de esta zona, dentro de la tectónica pirenaica, menos intensa que la que da los pliegues E-W, pero que produce un retículo de fracturas en las calizas que son reactivadas al producirse los pliegues E-W.

Interpretación de las discontinuidades estructurales de la masa ofítica de Aulet

El significado de las estructuras descritas en relación con la historia geológica de la región puede explicarse en estos términos:

1.º La disposición de las discontinuidades de la masa ofítica de Aulet depende de la forma del cuerpo ofítico. Su forma es la adquirida con su emplazamiento y las discontinuidades se deben a la retracción que sigue a la consolidación, por consiguiente se habrían producido ya en el Lías inferior, según los datos de la geocronología absoluta. Entendemos pues que no se pueden relacionar con las deformaciones que afectan a la cobertera.

2.º La tectónica pirenaica ha dado origen al resto de las estructuras observadas, que suponen la reactivación del

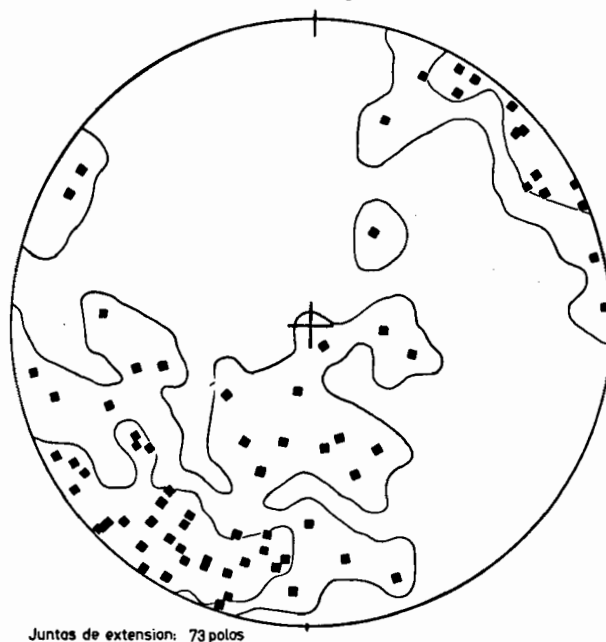


Fig. 16. Juntas de extensión en las calizas de la cobertera.

retículo de discontinuidades ya formado. Su comportamiento puede haber sido:

a) Las deformaciones precoces, que han dado origen a los pliegues NE-SW no han llegado a reactivar las discontinuidades de esta masa, pues los materiales evaporíticos del Keuper, que la envuelven, habrían «amortiguado» el efecto de la deformación que ha fracturado y ondulado la cobertera.

b) La deformación principal, que ha producido los pliegues E-W y marcada vergencia S moviliza intensamente el material triásico. Se producen accidentes que perforan la cobertera y los movimientos halocinéticos intervienen notablemente en la deformación. Entendemos que la dirección de extensión E-W de la masa ofítica coincide con la observada en la cobertera y que la dirección de acortamiento subvertical encontrada en la ofita (fig. 13b) corresponde a la dirección de acortamiento N-S de la cobertera (fig. 15a) pero la masa ofítica ha sido verticalizada, seguramente con la intervención de los movimientos halocinéticos.

BIBLIOGRAFÍA

- ARTHAUD, F. (1969): «Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles». *Bull. Soc. Géol. de France*, 11: 729-737.
- CASTELLARÍN, A., LUCCHINI, F., ROSELL, J., et al. (1978): «Preliminary data on mesozoic "ophites" from the Southern Pyrenees». *Miner. Petrogr. Acta*, 22: 85-93.
- CHIBUKCHAM, E. V. (1963): «La détermination de l'âge absolu des plagioclases à l'aide de la méthode de la comparaison de la dispersion de la biréfringence». *Akad. Nauk. Arm. USSR*, 37: 227-230.
- CHUDOBÁ (1933): «The determination of feldspars in thin section».
- CUBAS PADILLA, C. R. (1978): «Estudio de los domos sálicos de la isla de Gomera (Islas Canarias). II. Geoquímica». *Estud. Geol.*, 34: 107-128.
- GERASIMOVSKY, V. I. (1941): «On the role of zirconium in minerals of nepheline-syenite massifs». *Comptes Rendus (Dokl. Akad. Sci.) USSR*, 30: 420-421.
- GINZBURG, A. y PORTNOV, A. (1966): «Mineral associations in the alkalic rocks» (en ruso). *Geokhimiya*, 28: 1-36.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1930): «Elements und Minerale pegmatitischer Gesteine». *Na. Gesel. Wiss. Göttingen. Math. Phys.*, 1: 370-378.
- GUIMARAES, D. (1966): «O novo metodo de determinação de idade absoluta. D. N. P. M., D. G. M. Bol.», 240: 137-147.
- HILLS, E. S. (1977): «Elementos de Geología Estructural». Barcelona. Ed. Ariel. 576 p.
- KUZNETSOV, E. A. (1964): «Méthode de la comparaison de la dispersion de la biréfringence». Edition de l'Etat. Moscou.
- LAGO, M. (1980): «Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de las rocas ofíticas en el Norte de España». Tesis Doctoral. 444 p. Universidad de Zaragoza.
- MEY, P. H. W. (1968): «Geology of the upper Ribargozana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 229-292.
- MEY, P. H. W., NAGTEGAAL, P. J. C., ROBERTI, K. J. y HARTEVELT, J. J. A. (1968): «Lithostratigraphic subdivisions of post-hercynian deposits in the South-central Pyrenees, Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- PIBOULE, M. et VACHETTE, M. (1965): «Correlation entre la valeur des coefficient de dispersion de la biréfringence et l'âge absolu de plagioclases d'origine diverses. C. R. Acad. Sc. Paris, 261: 1032-1035.
- POLANSKI, A. (1949): «The alkaline rocks of the East-European Plateau». *Bull. Soc. Amis. Sc. Lett. Poznam.*, 10: 119-184.
- PRICE, N. J. (1966): «Fault and joint development in brittle and semibrittle rock». Oxford, Pergamon Press, 176 p.
- RITTMANN, A. (1929): «Zonal method of plagioclases study». *Schw. MMin. Pet. Mitt.*, 9: 1-46.
- RITTMANN, A., y EL HINNAWI (1961): «Zonal method for the distinction between low and high-temperature plagioclase feldspars». *Schw. Min. Pet. Mitt.*, 41: 41-48.
- ROSELL, J. (1965): «Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los rios Segre y Noguera Ribagorzana (provincia de Lérida)». *Pirineos*, t. 21 (75-78): 225 p.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936): «Estudio de las rocas eruptivas de España». *Mem. Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, t. 6, 660 p.
- SEGURET, M. (1972): «Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». Publ. de l'Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc (USTELA), Sér. Géologie Structurale, n.º 2, 155 p.
- SEMENOV, E. I. (1967): «The mineralogical-geochemical types of derivatives of nepheline syenites. The activity of alkalis and volatiles (en ruso), in: R. P. Tichonenkova and E. I. Semenov, ed. *Mineralogy of Pegmatites and Hydrothermalites from Alkaline Massifs*. p. 52-71.
- TINAO, J. M. (1975): «Método zonal de Rittmann para el estudio de las plagioclases (con utilización de la Platina Universal de 4 ejes)». Edición restringida. 10 p. Madrid.
- TINAO, J. M. (1978): «Geocronología óptica en plagioclases por la variación del Kd». *Est. Geol.*, 34: 363-366.
- THORTON, C. P. y TUTTLE, O. F. (1960): «Chemistry of igneous rocks. I: Differentiation index». *Am. Jour. of Sci.*, 258: 664-684.
- WAGER, L. y DEER, W. (1939): «Geological investigations in East Greenland. Part III, the petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland». *Meddl. Gronland*, 105: 1-352.
- WALGENWITZ, F. (1976): «Étude pétrologique des roches intrusives triasiques, des écaillés du socle profond et des gîtes de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre Espagnole). Thèse. Fac. Sc. et Tech. de l'Université de Besançon. 176 p.
- ZAVARITSKY, A. N. (1954): «Einführung in die petrochimie der eruptivgesteine». *Akad. Verlag*, Berlin, p. 1-445.
- ZAVARITSKY, A. N. y SOBOLEV, V. S. (1964): «The physicochemical principles of igneous petrology». *Israel Program. Scient. Transl.*, Jerusalem, 414 p.
- ZOBLIN, B. I. (1959): «Parageneses of dark coloured minerals in alkalic rocks and a new expression for the agpaitic coefficient. *Geochimija*, 5: 410-422.

Recibido, 6 febrero 1980; revisado diciembre, 1980.